

MONZÓN SUDAMERICANO: LA INTEGRACIÓN DE LA CIRCULACIÓN AMAZÓNICA Y ALTIPLÁNICA Y LAS VARIABILIDADES CLIMATICAS DEL ALTIPLANO ANDINO CHILENO¹.

Magaly Mendonça

Profesora Departamento de Geociencias, Universidad Federal de Santa Catarina, Florianópolis, Brasil

Introducción

En este artículo se presenta, a partir de datos de precipitación mensuales y anuales, un análisis de la integración de la circulación amazónica y altiplánica que vincula al centro del continente sudamericano con los Andes centrales. En todo Chile la alta Cordillera de los Andes representa una frontera para la circulación atmosférica, separando casi completamente el sector Este o continental sudamericano del Oeste o Pacífico, donde se localiza el Desierto de Atacama, uno de los más áridos del mundo. Bajo ciertas circunstancias atmosféricas, masas de aire de la Amazonia pueden alcanzar hasta el altiplano que bordea por el oriente el Desierto de Atacama, mientras que en la mayor parte del país, esta cordillera elevada y maciza, anula la influencia atlántica. Las lluvias en el altiplano andino se concentran en verano (diciembre-marzo) y se registran irregularmente sobre los 3.000 m. de altura. En verano la corriente en chorro subtropical, que domina la circulación con una componente del Oeste, tiene menor intensidad y se localiza más hacia el sur, permitiendo la actuación en las capas troposféricas cercanas a la superficie altiplánica de una débil componente del Este y la advección episódica de aire húmedo desde la cuenca amazónica. Aceituno (1996) propone un esquema de circulación regional que considera la advección de vapor de agua desde la cuenca amazónica, centrada en los meses de verano. De esta manera, la temporada de lluvias viene después del máximo forzamiento radiativo de la superficie altiplánica, que ocurre en la transición primavera-verano, demostrando con ello que éste no es suficiente para el desarrollo de la nubosidad convectiva. En este sentido una explicación para la temporada de lluvia en el altiplano andino se asocia a la activación del monzón sudamericano.

Metodología

Respecto a los climas del altiplano andino se analizarán datos de las regiones chilenas de Arica-Parinacota y Taparacá, localizadas entre las latitudes 18° y 21°S – abarcando desde el límite norte de Chile con Perú hasta el Salar de Coposa. Para la interpretación de las causas de las lluvias se consideró el estudio de dos transectos latitudinales que se extienden, el primero a través de la sección norte (regiones de Arica-Parinacota) y el segundo en la sección sur, correspondiente a la región de Tarapacá, desde la costa hasta las cuencas altiplánicas de Caquena y Cancosa, ambas localizadas sobre los 4000

¹ Investigadora Invitada de Proyectos financiados por Iniciativa Milenio NS100022 y Fondecyt 1120204 del Ministerio de Economía, Fomento y Turismo y Fondo Nacional de Ciencias de Chile. Trabajo financiado parcialmente por el Proyecto en referencia.

msnm (Figura 1). Los gráficos utilizados son compilados de Romero et al, 2011, donde los autores discuten las características climáticas del norte del altiplano chileno. También fueron consultadas otras bases bibliográficas como Aceituno (1990 y 1996), entre otros. Al mismo tiempo se agregan resultados interpretativos de datos de temperatura y precipitación pertenecientes a la red meteorológica de Bolivia, analizados por Seiler et al. (2013), considerando índices de cambios climáticos y variabilidades de baja frecuencia, tales como la Oscilación Decenal del Pacífico (ODP o PDO en inglés), Fenómeno El Niño Oscilación Sur (ENOS, ENSO en inglés) y Oscilación Antártica (AAO, en inglés). Adicionalmente se hacen referencias sobre trabajos realizados en Brasil que abordan algunas de esas variabilidades.

Los contextos climáticos

Las condiciones climáticas del altiplano andino son básicamente controladas por la altitud (3700 m.s.n.m., en promedio) y latitud (en la zona intertropical). Las temperaturas son considerablemente inferiores a las registradas a nivel del mar o en las planicies del este y las extremas diarias están parcialmente determinadas por las variaciones estacionales de nubosidad y del contenido de vapor de agua en la atmosfera. Aceituno (1996) muestra que el contenido de humedad atmosférica en la localidad de Visviri (próxima el hito tripartito de la frontera Chile-Perú-Bolivia) es particularmente reducido durante el invierno (3gr Kg^{-1}) cuando predomina una circulación del oeste, aumentando más que al doble (7gr Kg^{-1}) en algunas horas durante el verano, pudiendo alcanzar valores superiores (9gr Kg^{-1}) en periodos de advección de aire húmedo desde el este.

La lluvias ocurren de diciembre a marzo (figura 1) como resultado de la intensa actividad convectiva de la región tropical del continente de la cual hacen parte los Andes Centrales y que en verano alcanza su mayor intensidad y máximo desplazamiento hacia el sur (Aceituno, 1996). Los registros de precipitaciones en otras estaciones del año son escasos y se asocian a perturbaciones frontales provenientes desde del Pacífico, cuyo impacto alcanza el sector sur occidental del Altiplano (VIULLE, 1996)

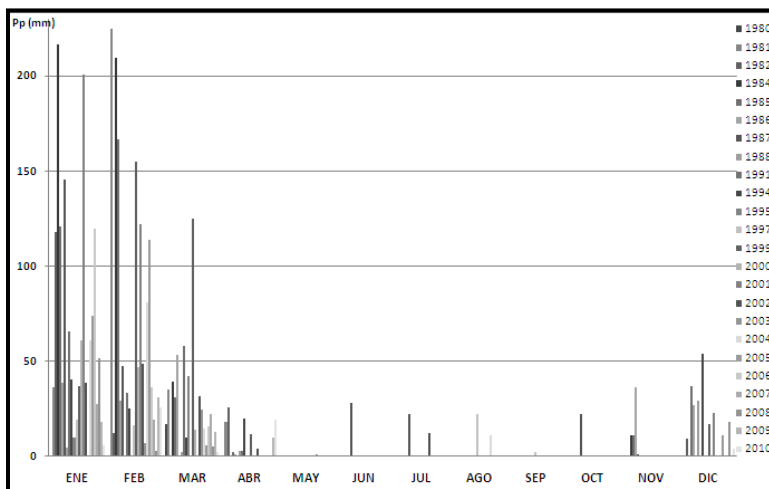


Figura 1. Totales mensuales de precipitación, estación Caquena.

Fuente: Dirección General de Aguas (DGA) in Romero et al., submetido.

La distribución espacial de las precipitaciones de las regiones norte del Desierto de Atacama demuestra que estaciones ubicadas a menor altura, como es el caso de Arica (58 m.s.n.m.), registran pocos milímetros de lluvias, pero en las estaciones de mayor altura, los montos anuales pueden superar los 700 mm (figura 2).

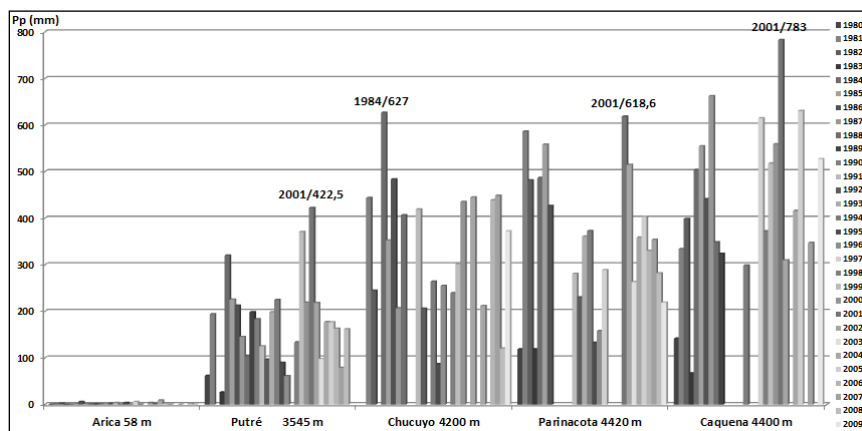


Figura 2. Precipitación total anual a lo largo del transecto latitudinal de la región de Arica y Parínacota. Fuente: Romero et al., 2011.

En la región de Tarapacá se observa una reducción en los montos de las precipitaciones en la medida que aumenta la latitud, pero al igual que en el caso anterior, sólo en el caso de Cancosa, que se encuentra sobre los 3000 m.s.n.m., se registra un promedio de 150 milímetros anuales, en cuanto las estaciones restantes poseen montos inferiores a los 80 milímetros (figura 2) (ROMERO et al., 2011).

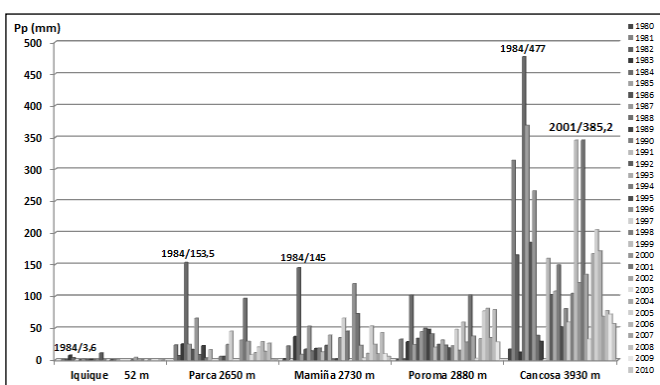


Figura 3. Precipitación total anual a lo largo del transecto latitudinal de la región de Tarapacá. Fuente: Romero et al., 2011.

Las lluvias en el altiplano chileno, además de su concentración en verano, alcanzan valores máximos en el borde occidental que superan los 90% del total anual, demostrando una naturaleza episódica. Ocurren principalmente después del mediodía, asociadas a intensos chubascos caracterizados por nubosidad convectiva de fuerte desarrollo vertical y gran actividad eléctrica. El inicio y mantenimiento de la nubosidad

convectiva depende del forzamiento radiactivo y relieve local, pero los períodos húmedos (secos) en el sector norte (aproximadamente 17°S) se caracterizan por una Alta da Bolivia (AB) anormalmente intensa (débil) y desplazada hacia sur (norte) (ACEITUNO y MONTECINOS, 1993).

En Bolivia, las precipitaciones varían entre 250-2000 mm/año debido al relieve, siendo creciente hacia las tierras bajas. Las precipitaciones estacionales oscilan desde 50 hasta 250 mm mensuales en verano y de 0 a 60 mm en el invierno. Días secos consecutivos también aumentan desde las tierras bajas hacia el Altiplano, yendo desde menos de 1 mes en las tierras bajas del noroeste hasta 5 meses en el altiplano suroeste. Días consecutivos húmedos varían entre 5 a 8 días con valores más altos en las tierras bajas del norte y menores valores en las tierras bajas del sur y el altiplano. Las precipitaciones alcanzan intensidades de 6 a 18 mm (días húmedos) y durante intervalos de días muy húmedos, fluctuando sumas entre 50 y 400 mm/año (SEILER et al., 2013). La temporada de lluvias pronunciadas conduce a inundaciones periódicas de enero a marzo en las sabanas de las tierras bajas (BOURREL et al. 2009). Sin embargo, las inundaciones en los Andes también son posibles, especialmente en las zonas de captación del Lago Titicaca y Poopó (PNUD 2011). Las sequías tienen lugar principalmente de Junio y Agosto en las tierras bajas del sur y en la parte suroeste del Altiplano (CONARADE, 2010). El verano más cálido (DJF) y el invierno más frío (JJA) coinciden con la estación húmeda y seca, respectivamente.

La concentración de la precipitación en verano, su significativa variabilidad espacial caracterizada por un aumento de montos hacia el norte y hacia el este, demuestra la fuerte dependencia del aire húmedo proveniente del sector amazónico. El desplazamiento de la faja convectiva hacia al sur empieza con el equinoccio de primavera en septiembre, meses antes de la temporada de lluvias, y alcanza montos aún bajos en diciembre. Así, la mayor advección del aire del este parece hacer parte de un esquema de circulación más amplio (Aceituno, 1996) que puede ser explicado por el sistema de monzón da América del Sur. De este sistema participan centros de acción de superficie y altitud, semifijos y estacionales.

La estructura y dinámica del monzón sudamericano

La caracterización de la circulación del monzón consiste en reversiones estacionales en la dirección de los vientos, que causan veranos lluviosos e inviernos secos (MORAN Y MORGAN, 1986), lo que solo se verifica en la región Centro Oeste del Brasil y en el Altiplano andino, y no en el resto de América del Sur.

El desarrollo del sistema del monzón se inicia durante la primavera, debido al aumento de la convección profunda sobre el noroeste de la cuenca Amazónica, que avanza en dirección al sureste de Brasil en noviembre cuando ocurre un cambio en la dirección de los flujos de aire del oeste a uno del este a los 200 hPa cerca de los 20°S (GAN, RODRIGUES Y RAO, 2009). El inicio, basado en varios autores y diferentes métodos y técnicas, es identificado en la primera quincena de octubre, el más temprano, o en la primera quincena de noviembre el más tardío. En esa variabilidad parece influir el fenómeno ENOS (MARENGO et al. y sus referencias, 2012).

En octubre ya se puede identificar, en la alta troposfera, la Alta da Bolivia (AB) ubicada sobre el Perú y oeste da Amazonia y una depresión en línea localizada sobre el Atlántico Sur Tropical y Subtropical, cerca de la costa del Noreste del Brasil. La AB es una circulación anticiclónica de gran escala que ocurre en la

troposfera superior resultante del aumento de la convección continental en la Amazonía, relacionada con el avance meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), que en conjunto con la Corriente del Jet Subtropical atraen más hacia el sur el cinturón ecuatorial de los vientos del Este (ACEITUNO, 1996).

Entre la primavera y el verano los flujos de noreste de la Alta Subtropical del Atlántico Norte (ASAN) penetran en la región tropical del continente y, en parte por efecto de la Cordillera de los Andes, convergen hacia la llanura central de América del Sur, donde se encuentra la Baja del Chaco (GAN, RODRIGUES y RAO, 2009). La Baja Térmica del Chaco (BCH) se activa en superficie por el calentamiento convectivo continental aumentando el gradiente de presión con el Atlántico, generando desde la Alta Subtropical del Atlántico Sur (ASAS) flujos lentos del Este que desplazándose en superficie llegan a los Andes. El cambio de dirección de los vientos también ocurre concomitantemente con el desplazamiento de la AB que en enero ya se posiciona más al sur, entre Bolivia y el Mato Grosso del Sur (ALVES, 2009).

Las estaciones secas y lluviosas son caracterizadas por la inversión de los vientos zonales al inicio y término de las mismas: los vientos son del este (oeste) en los bajos (altos) niveles atmosféricos durante la estación seca, y del oeste (del este) en la estación lluviosa (GAN, KOUSKY Y ROPELEWSKY, 2004). O sea, en la estación húmeda los vientos del noroeste de la Amazonia y los este del océano convergen para la BCH, ascienden en su centro y divergen en los altos niveles atmosféricos del este sobre el continente, suministrando el aire húmedo de la convección tropical profunda que ocurre en la planicie continental a este de la Cordillera (ROMERO et al. 2011). En los altos niveles, debido al posicionamiento de la AB a 200 hPa, el vapor de agua del este del continente logra superar la barrera de los Andes y transportar humedad hacia el altiplano del norte chileno.

Los máximos totales de precipitaciones entre los meses de diciembre y febrero sobre la mayor parte de la región tropical de América del Sur ocurren con el establecimiento de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS), que representa al monzón bien configurado. La ZCAS es un escurrimiento convergente de humedad en la baja atmósfera que se presenta como una faja de nubosidad y lluvias con orientación noroeste-sureste, que se extiende desde la Amazonia hacia el sureste de Brasil y también con frecuencia sobre el océano Atlántico Subtropical (CARVALHO y JONES, 2009). El flujo transiente de humedad de la Amazonia es importante para la mantención de la ZCAS y su localización es influenciada por la topografía en el centro-este de Brasil, que a su vez influencia fuertemente la posición e intensidad de la AB (Vera et al. 2006a). Aunque la ZCAS sea observada en todos los veranos, hay variabilidad en su organización espacial, intensidad de las lluvias y circulación, que influyen en la ocurrencia de eventos extremos como anegamientos y deslizamientos de tierra. La ausencia de las ZCAS puede representar al revés largos periodos de sequías o de mala distribución de lluvias (CARVALHO y JONES, 2009).

La actividad, persistencia y extensión espacial de la ZCAS está asociada a la variación de la Radiación de Ondas Largas (ROL), en regiones con $ROL \leq 200 \text{ Wm}^{-2}$. La intensidad no depende de su extensión sobre el océano, pues puede observarse intensa y persistente actividad convectiva sobre el continente sin que lo mismo ocurra sobre el océano. Al revés también puede ocurrir intensa convección sobre el océano y sureste brasileño independiente de lo que ocurre en el interior del continente. Jones y Carvalho, (2002) muestran que los vientos del oeste de los bajos niveles que cruzan el ecuador en dirección hacia sur y

terminan en una circulación ciclónica sobre Argentina, están asociados a regiones extensas de convección y lluvias sobre el Altiplano de Bolivia y norte de América del Sur, caracterizando presencia de ZCAS. En los periodos de ausencia o debilitamiento de las ZCAS (NZCAS) aumenta el número de sistemas convectivos de meso escala en el noroeste de Amazonia, lo que muestra que el transporte de humedad de los trópicos para los extra trópicos de la Sudamérica también es más eficiente durante regímenes de ZCAS.

Otro componente del sistema de monzón es el Chorro de Bajos Niveles (LLJ, en inglés), vientos que tienen velocidad máxima en torno de los 2.000 m y ocurren en el lado este de la Cordillera de los Andes, que bloquea la circulación en bajos niveles provocando la canalización del viento y transporte de humedad de la cuenca Amazónica hacia la cuenca Paraná-Plata, afectando el tiempo y clima de la región este de los Andes. Las variaciones en el transporte de humedad, pueden generar condiciones de tiempo severas asociadas a grandes nubes convectivas en la región de salida del jato causando tormentas e inundaciones. En verano el suministro de humedad es originado del paso de los alisios sobre la región de evapotranspiración del Bosque, mientras que en invierno es principalmente del océano divergente de la Alta Subtropical del Atlántico Sur (ASAS). El transporte de humedad integrado verticalmente es mayor en la región de este Chorro no verano y invierno, pero más intensos en verano por la convergencia de los flujos intensos de los alisios y del Atlántico no sur del Brasil (MARENGO, AMBRIZZI y SOARES, 2009 y sus referencias). Salati et al. (1979) señalan que cerca de 44% del flujo de vapor de agua que salen de la cuenca Amazónica transportados por los vientos alisios van a condicionar el clima de otras regiones de la América del Sur. Mechoso et al. (2005) señalan que la humedad transportada de Amazonia por el Chorro (LLJ) hasta la porción central de Sudamérica, aumenta la convergencia del flujo de humedad y la precipitación en la región de BCH, mientras en altos niveles la AB es observada cerca de la región de máxima precipitación, asociada a subsidencia sobre el Pacífico, donde crea una camada de estratos-cúmulos, característica semejante a la observada sobre regiones de monzón de otras partes del globo. Así, en ciertos periodos el Chorro (LLJ) también contribuiría para el aumento de la humedad sobre el Altiplano gracias a la divergencia en la AB. Para Garreaud, Vuille y Clement, (2003) la condición episódica de las lluvias demuestra haber un incremento de la humedad que permite a las corrientes ascendentes locales generar precipitaciones. Los vientos zonales tienen una fuerte relación con los húmedos del este y los secos del oeste. Flujos zonales anómalos han sido asociados con cambios en la posición e intensidad de la Alta de Bolivia con centro cerca de los 15°S y 65°W durante el verano, que a su vez se relaciona con el cuasi estacionamiento de las ondas de Rossby que arriban desde las latitudes medias del Pacífico Sur y se amplifican sobre América del Sur subtropical.

Como la precipitación del Altiplano andino tiende a concentrarse en una semana, seguida por un período de sequía de la misma duración, el monzón no es continuo durante toda la estación lluviosa, teniendo una secuencia de fases activas e inactivas, que varían en frecuencia e intensidad de un año para otro. La estación lluviosa en toda Sudamérica puede registrar precipitaciones por sobre o bajo lo normal, que es una característica de su alta variabilidad. Aún más, cuando el monzón está en la fase activa ocurren días con poca o con mucha precipitación. Las tempestades convectivas se organizan a meso escala, abarcando los Andes Centrales y también a escala topográfica, diferenciando el comportamiento de las

mesetas, laderas y ejes de drenaje fluviales de cada una de las cuencas altiplánicas (ROMERO et al., sometido). La combinación de circulación de meso e topografía climática ha desencadenado eventos extremos de lluvia en varias regiones del Brasil (Rio de Janeiro, São Paulo, Minas Gerais, Santa Catarina, Rio Grande do Sul), así como en Chile en las regiones de Arica-Parinacota, Tarapacá y Antofagasta entre 2010 y 2013.

Gan, Rodríguez y Rao (2009) sugieren que los períodos secos pueden estar asociados a la intensificación de las Corrientes de Chorro de los Bajos Niveles (LLJ), así como la fase activa estaría asociada a la actuación de sistemas sinópticos, como sistemas frontales y vórtices ciclónicos en los altos niveles atmosféricos, que embudados en la Zona de Convección Tropical (ZCT) aumentan el total de las precipitaciones en la región monzónica. La ausencia de los sistemas sinópticos disminuiría el total de precipitaciones, caracterizando la fase inactiva. Sin embargo, hay una variabilidad espacial de la distribución de las lluvias asociada a actuación de los distintos sistemas que afectan o tiempo en Sudamérica. Marengo et al. (2012 e sus referencias) señalan una fase de dipolo cuando una ZCAS fortalecida suprime la convección hacia el sur induciendo ondas de calor sobre las regiones subtropicales y otra en que la supresión de la ZCAS incrementa la convección hacia el sur, por el fortalecimiento del Chorro (LLJ), cuyo transporte de humedad de Cuenca Amazónica puede causar eventos extremos de corta duración en las planicies del centro de la Argentina.

Las variabilidades de baja frecuencia

La extrema variabilidad interanual de las precipitaciones altiplánicas se manifiesta en la ocurrencia de años completamente secos, hasta otros, que en función de la altura, pueden aproximarse a 1000 mm anuales. Los sistemas de precipitación pueden ser potencializados por la presencia de la fase fría del ENSO en verano, como por ejemplo ocurrieron los años 1984 y 2001 cuando se registró montos totales de precipitaciones cercanos o superiores a 100 milímetros en las estaciones de la región de Tarapacá y mucho superiores en la Arica y Parinacota. Cancosa presentó valores superiores a 350 mm en los dos eventos La Niña mencionados. En la región de Tarapacá, en las estaciones por sobre los 2.500 m.s.n.m., los mayores totales fueron registrados en 1984, mientras en Arica y Parinacota, ocurrieron en 2001, a pesar que en Chucuyo, destaca el total de 1984. La desigual distribución espacial se observa por mayores montos en las estaciones ubicadas en altitudes elevadas más al norte y este de estas regiones.

Existe así una relación entre las anomalías de los vientos locales y el comportamiento del Océano Pacífico. Los vientos del nivel superior son parte de la amplitud de la respuesta atmosférica al patrón espacial de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico Tropical y proporcionan la conexión física entre la forzante oceánica y el clima de los Andes centrales. Garreaud, Vuille y Clement (2003) muestran una influencia significativa de El Niño Oscilación del Sur (ENSO) en la precipitación registrada en los meses de diciembre, enero y febrero en el Altiplano, lo que es resultado de un fuerte gradiente de presión entre las latitudes tropicales y subtropicales del sur, consistente con las relaciones este/húmedo y oeste/seco derivadas de la escala sinóptica. Con el enfriamiento de la zona tropical del Pacífico (Fenómeno La Niña) hay un estrechamiento de la troposfera tropical y por lo tanto un mayor aumento en el flujo del este hacia el Altiplano, en respuesta a las diferencias de presión y temperatura entre las latitudes

tropicales y subtropicales del sur, revirtiendo el patrón durante los veranos secos. Por lo tanto el gradiente de presión es un factor dominante para regular la precipitación en el Altiplano, aspirando la humedad disponible en las tierras bajas tropicales (GARREAUD, VUILLE y CLEMENT, 2003).

La influencia del ENSO también es observada en el sistema de monzón, resultando en fechas anticipadas y atrasadas para inicios tardíos durante periodos El Niño y adelantados en episodios La Niña para la temporada de lluvias en Brasil (MARENGO et al., 2012 y sus referencias). Estos mismos autores señalan cambios interdecadales a mediados de 1970 correspondientes a Oscilaciones del Pacífico (ODP) y Atlántico Norte (NAO), con diferencias menores en la circulación de Halley y del monzón entre los períodos de 1958-1976 y 1977-1995, así como en la circulación de Walker, que en el segundo período presentó centros de presión más débiles y más distantes hacia oeste del Pacífico. Otros autores citados también identifican aumento en el flujo de humedad verticalmente integrado sobre la Sudamérica después de 1971-72.

Seiler et al. (2013) cuantificaron los impactos de la Oscilación Decadal de Pacífico (ODP), El Niño Oscilación Sur (ENOS), y Oscilación Antártica (AAO) sobre la precipitación media y extrema y detectaron tendencias desde 1960 hasta 2009 en Bolivia, distinguiendo entre las regiones y las estaciones climatológicamente contrastantes. Los autores encontraron que la cantidad total de lluvia, así como el número de eventos extremos, fueron mayores durante fases positivas de ODP, en años El Niño (EN) y La Niña (LN) en las tierras bajas. Durante el verano austral (DJF), EN llevó a condiciones más secas en los Andes, con precipitación más variable. Los totales de precipitación aumentaron desde 1965 hasta 1984 (12% en DEF y 18% en JJA) y después disminuyeron (-4% en DEF y -10% en JJA), siguiendo aproximadamente el patrón de ODP. Las tendencias de los extremos climáticos en general corresponden a las tendencias de las medias climáticas. Los autores, sin embargo, son muy cautelosos con sus propias interpretaciones y confianza de sus datos.

Consideraciones finales

La investigación sobre el origen y variabilidad de las lluvias en el Altiplano chileno, porción de un país que no hace frontera con el Brasil, es una prueba contundente de que la naturaleza y no solamente la historia une a los pueblos latinoamericanos.

No habría dudas acerca de la ausencia de fronteras en el caso de la atmósfera, pero sí, de en la consideración de las influencias provenientes del este que avanzan hacia oeste. El Sistema de Monzón, aún poco conocido por los geógrafos, demuestra que mucho más nos une que separa, que traspasar las fronteras políticas del conocimiento es hoy una necesidad.

La expansión urbana experimentada con gran intensidad y poca ciencia en nuestros países se revela cada día nos inúmeros desastres calificados como naturales, que son bastante selectivos en sus consecuencias sociales. Buscar y encontrar en la naturaleza y sociedad las respuestas para evitar el desastre y distribuir las ganancias ofrecidas por nuestros climas es un desafío que necesita ser enfrentado. Se la naturaleza es capaz de generar medios para la distribución de la humedad, desafiando la propia geografía, debemos ser capaces de generar un ambiente de investigación y discusión académica

para encarar y aprender con nuestras buenas y malas experiencias de mitigación del flagelo de los desastres naturales y de la inclusión de nuestros pueblos en la calidad de vida que puede ofrecer la sociedad urbana moderna.

El sistema de monzón y sus componentes demuestran la extrema complejidad de las interacciones naturales, donde el océano, la radiación solar, la vegetación, el relevo, entre otros factores, se combinan para determinar la lluvia o la sequía, la distribución de beneficios y riesgos en el espacio y tiempo. Conocer profundamente esos procesos y mecanismos, a partir de la colaboración académica internacional, puede llevarnos a la anticipación de los desastres, al monitoreo de los riesgos y al manejo de las potencialidades de las interfaces entre los sitios, la sociedad y atmósfera buscando generar riqueza y calidad de vida.

Profundizar la influencia de cada componente del sistema de monzón en cada porción del suelo latinoamericano, de modo de sacar provecho de las variabilidades anuales, interanuales e interdecadales, a partir del delineamiento de distintos escenarios que administrados en conjunto pudiesen beneficiar la producción alternada de bienes siendo una buena manera de enfrentar las crisis económicas en que vivimos permanentemente.

Referencias Bibliográficas

ACEITUNO, P. Climate elements of the South American Altiplano (in Spanish). *Rev. Geofísica-IPGH*, 44, 1996, 37–55.

ALVES, L. M. (2009) Clima da Região Centro-Oeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. da ; DIAS, M. A. F. da SILVA (orgs) *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, p . 235-24.

BOURREL, L.; PHILLIPS, L.; MOREAU, S. The dynamics of floods in the Bolivian Amazon basin. *Hydrol. Processes*, 23, 3167. 2009.

CONARADE, Plan de atención de la emergencia humanitaria y agropecuaria por sequía para el chaco Boliviano, 2010.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. da ;DIAS, M. A. F. da SILVA (orgs) *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, p . 96-109.

DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). Divisoria de subsubcuencas por regiones. Departamento de Estudios y Planificación, Unidad SIG. Cartografías digitalizadas (2005). Dirección General de Aguas. Santiago, Febrero de 2000, Chile.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKY, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. *Journal of Climate*, v.17, 2004 p. 47-66.

GAN, M.; RODRIGUES, L. C.; RAO, V. B. Monção na América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. da; DIAS, M. A. F. da SILVA (orgs) *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009; p. 297-316.

GARREAUD, R., VUILLE, M.; CLEMENTS, A., The climate of the Altiplano: Observed current conditions and past change mechanisms. *Paleo3*, 3054, 2003, 1-18.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. *Journal of Climate*, v. 15, 2002, p. 905-914.

MARENGO, J. A. ; LIEBMANN, B. ; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; SILVA DIAS, P. L.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. Review Recent developments on the South American monsoon system. *International Journal of Climatology*. N.32; 2012, p. 1–21. ()

MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; SOARES, W. R. Jato de Baixos Níveis ao longo dos Andes. In: CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. da; DIAS, M. A. F. da SILVA (orgs) *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 169-180.

MECHOSO, C. R.; ROBERTSON, A. W.; ROPELEWSKY, C.F.; GRIMM, A. M. The American monsoon systems: An introduction. In: CHANG, C. P.; WANG, B.; LAU, N.-C. G. (Eds.). *The global monsoon system: research and forecast*. Genebra: World Meteorological Organization, WMO/TD, n. 1266 (TMRP Rep. n. 70), 2005. P 197-206.

MELO, A. B. C. de; CAVALCANTI, I. F. de A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergencia Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. da; DIAS, M. A. F. da SILVA (orgs.) *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 25-41.

MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. *Meteorology; The atmosphere and the science of weather*. Minneapolis: Burgess Publishing, 1986.

SEILER, C.; HUTJES, R. W. A.; KABAT, P. Climate Variability and Trends in Bolivia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* v. 52, jan 2013, p.130-146.